

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

VEGA DE ESPINAREDA

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IMINSA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su realización los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía*: Andrés Pérez-Estaún, Javier A. Pulgar, Fernando Bastida, Alberto Marcos, Luis Sánchez de la Torre (Terciario), José Galán e Ignacio Vargas (Estefaniense).

En *Memoria*: Andrés Pérez-Estaún, Javier A. Pulgar, Fernando Bastida, Alberto Marcos, Luis Sánchez de la Torre (Terciario), José Galán (Estefaniense), Ignacio Vargas (idem) y Francisco Ruiz (Geología económica).

En *rocas ígneas*: Ofelia Suárez.

En *Metamorfismo*: Francisco J. Martínez y María L. Arboleya.

En *Paleontología*: J. Truysols y Román Montesinos (fauna); Pedro Lorenzo (flora).

En *Sedimentología de rocas detríticas estefanienses*: Alberto Peón.

Colaboradores: Manuel García (Cartografía), Teófilo Concha, Eugenio Valdegrama y Angel Naval.

Supervisión de estudios petrográficos: Casilda Ruiz García, IGME.

Supervisión: Argimiro Huerga Rodríguez.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 2.942 - 1982

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

4 METAMORFISMO

Los terrenos paleozoicos pre-estefanienses de esta Hoja se encuentran situados dentro de la parte más oriental de la zona Asturoccidental-leonesa y desde el punto de vista metamórfico presentan características concordantes con esta situación. El grado de metamorfismo no supera nunca la facies de los esquistos verdes, dentro de la cual, pueden observarse asociaciones pertenecientes a las zonas de la clorita y de la biotita. Textualmente los materiales paleozoicos se transforman por efecto del metamorfismo y la deformación que la acompaña, en filitas con una esquistosidad muy desarrollada y en matasmitas en las que las superficies de esquistosidad no son tan manifiestas.

Las asociaciones minerales observadas en rocas pelíticas y samíticas son las siguientes:

- cuarzo-sericita-clorita
- cuarzo-sericita-clorita-albita
- cuarzo-sericita-clorita-biotita.
- cuarzo-sericita-clorita-biotita-albita
- cuarzo-sericita-clorita-cloritoide
- cuarzo-sericita-clorita-cloritoide-(andalucita).

Como minerales accesorios se encuentran pequeñas cantidades de circon, apatito, turmalina, rutilo y minerales opacos. Las rocas cuarcíticas o samíticas presentan como asociación más frecuente: cuarzo, sericita y albita o microclina. La biotita parece encontrarse con mayor frecuencia en el núcleo del anticlinal de Tejeira, que es donde aparecen los materiales más antiguos. En lo que respecta al cloritoide, como es normal en esta región, se encuentra confinado a las pizarras ricas en materia carbonosa pertenecientes al silúrico. Existe un claro condicionamiento químico en la aparición del cloritoide.

Dentro de la evolución temporal del metamorfismo, el primer mineral en

formarse es la clorita que se presenta en cristales pre o sintectónicos precoces con la esquistosidad de flujo. Estos cristales están deformados, presentan extinción ondulante y sombras de presión donde cristaliza cuarzo. Durante la formación de la esquistosidad de flujo cristaliza principalmente sericita y también clorita. El cloritoide comienza su formación precozmente con relación a la esquistosidad de flujo, encontrándose cristales deformados y sombras de presión. Este mineral continúa su desarrollo hasta la formación de la esquistosidad de crenulación, ya que se encuentran cristales deformados y sombras de presión. Este mineral continúa su desarrollo hasta la formación de la esquistosidad de crenulación, ya que se encuentran cristales dispuestos con su dimensión mayor paralela a las superficies axiales de los micropliegues de la crenulación. En determinadas muestras se han observado porfiroblastos de andalucita pseudomorfoseados totalmente por sericita y alrededor de las cuales se curva la esquistosidad de crenulación. Estos minerales parecen francamente posteriores a la esquistosidad de flujo y posteriores a la decrenulación. La biotita es siempre un mineral claramente posterior a la esquistosidad de flujo; se presenta como poiquiloblastos posteriores a esta esquistosidad o también en pequeños filones que cortan a la misma.

De acuerdo con lo anteriormente expuesto, el metamorfismo parece alcanzar su climax con posterioridad a la primera fase de deformación y antes de la tercera. Este climax vendría marcado por la formación de andalucita, que posteriormente sufre un metamorfismo retrógrado, desestabilizándose a sericita. Este metamorfismo corresponde a uno de baja presión dentro de la facies anfibolítica de bajo grado.

Podría pensarse en la presencia de rocas ígneas pre-esquistosidad de crenulación como causantes de este metamorfismo, pero no se encuentra, en este área, ninguna roca de este tipo. También podría ser originado por la presencia de domos térmicos localizados, que se desarrollarían precozmente; sin embargo, este caso resulta poco común dentro del dominio geológico en el que se sitúa la Hoja de Vega de Espinareda, ya que tal modelo parece más propio de partes más internas del Orógeno.

En los alrededores del granito de Campo de Agua existe una aureola restringida de metamorfismo de contacto presentando rocas con asociaciones mineralógicas con andalucita y cordierita. Las metapsamitas existentes en la aureola de contacto presentan texturas granoblásticas de recristalización térmica estática.

5 ROCAS IGNEAS: EL GRANITO DE CAMPO DE AGUA (γ_{mb}^2)

El granito de Campo de Agua aflora en la parte NW de la Hoja de Vega de Espinareda presentando unos límites muy irregulares. Este trazado carto-

gráfico se debe en parte a las fallas que con dirección NW-SE afectan y desplazan distintas partes del granito.

Se trata de un granito leucocrático de dos micas cuya facies más común es de grano grueso y textura hipidiomórfica. Además de otra de grano medio, existen aplitas y granitos de grano fino y textura alotriomórfica que posiblemente representen facies de borde. En la parte central del macizo existe una banda tectonizada que se caracteriza por ser de color rosa y por tener textura protoclastica, siendo la deformación sufrida esencialmente rígida.

Con respecto a la composición mineralógica, a continuación se citan las diferentes minerales junto con una descripción de sus características más destacables.

El cuarzo se presenta en cristales pequeños incluido en feldespatos y en cristales anhedrales asociados en formas más o menos redondeadas. Es frecuente la extinción ondulante y un carácter cataclástico bastante generalizado.

El feldespato potásico es de tipo microclina. Puede ser intersticial, en cuyo caso corroe y sustituye a otros minerales, en especial a las plagioclasas, o bien se presenta en cristales subhedrales de tamaño similar a otros constituyentes esenciales, y en megacristales (de hasta 3 ó 4 cm. de longitud) que incluyen abundantes granos de cuarzo y plagioclasas, a veces orientadas. En muchos casos presenta pertitas de forma irregular muy desarrolladas.

Las plagioclasas suelen ser idiomorfas, a veces están ligeramente zonadas y forman algunas sinneusis. Su composición varía entre An_{8-12} y An_{20} , siendo más frecuente las primeras; presentan bordes de decalcificación y formas de corrosión en contacto con microclina. Pueden estar sericitizadas sobre todo en los núcleos.

La moscovita se presenta en láminas aisladas o en agregados. En algunos casos están asociadas a cuarzo y feldespatos y se caracterizan por bordes irregulares o simplectíticos. En gran parte se han formado a expensas de feldespatos.

La biotita, más escasa que la moscovita, está en su mayor parte alterada a clorita. El granate es un accesorio muy frecuente en cristales euhedrales o subhedrales con algunas fracturas en las que se observa sustitución por clorita. A veces aparece asociado a pseudomorfos hexagonales constituidos por láminas entrecruzadas de clorita y moscovita. Es particularmente abundante (5 por 100) en facies apliticas de escaso desarrollo.

Puede afirmarse que el granito de Campo de Agua es un stock alóctono y epizonal y por tanto disarmónico (O. SUAREZ, 1976). Teniendo en cuenta las características mineralógicas, texturales y químicas es comparable a los granitos de dos micas con megacristales de origen anatético de Galicia o el grupo C de granitoides palingenéticos establecido por CAPDEVILA, CORRETGE y FLOOR (1973) para el NW de la Península.